

# Emplazamiento, Petrología y Geoquímica del Complejo Volcano-Clástico de Orea (Guadalajara, Cadena Ibérica Occidental)

## Setting, Petrology and Geochemistry of the Volcanoclastic Complex of Orea (Guadalajara, Iberian Chain)

LAGO, M.; GIL-IMAZ, A.; ARRANZ, E.; BASTIDA, J. y POCOVI, A.

The volcanoclastic outcrop of Orea (south margin of the Iberian Chain) reflects a pluriepisodic igneous activity, expressed in agglomerates and tuffs of dacitic composition (with a calc-alkaline affinity) and Autunian-Thuringian age. The tuffs are the results of a hydromagmatic activity, developed under a thin sheet of water (in a paludal environment). The structure of the magmatic outcrop results of the late-Hercynian extensional tectonics, equivalent to that observed in many other outcrops of the southeast border of the Iberian Chain. The setting characters and composition of the involved magmatic rock-types, suggest the presence of only one volcanic focus, as in other coetaneous half-grabens of this sector of the Iberian Chain.

**Key words:** Volcanoclastic, hydromagmatic, dacite, calc-alkaline, half-graben, Western Iberian Chain.

LAGO, M.; GIL-IMAZ, A.; ARRANZ, E.; POCOVI, A. (Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50.009 Zaragoza).

BASTIDA, J. (Departamento de Geología. Universidad de Valencia. Burjassot. 46.100 Valencia).

## INTRODUCCION

El afloramiento volcanoclástico de Orea (Guadalajara, al O de la Sierra de Abarracín) tiene interés por los motivos siguientes: 1) comprende materiales volcánicos de afinidad calco-alcalina análoga a los que afloran en otros sectores de las Cadenas Ibéricas, 2) representa materiales con emplazamiento freatomagmático y 3) el afloramiento corresponde a una cuenca transtensional tardihercínica con edad comprendida entre el Autuniense al pre-Thuringiense. Estos tres rasgos son muy singulares y las características de su estudio permiten conferir a este afloramiento como referencia para el estudio del magmatismo calco-alcalino, Autuniense, de la Cordillera Ibérica.

La primera referencia a este afloramiento es de RIBA (1959); en NAVIDAD (1983) se indican algunos rasgos petrológicos que son enmarcados en el contexto unitario de magmatismo calco-alcalino de las Cadenas Ibéricas (MUÑOZ *et al.*, 1985; LAGO y POCOVÍ 1991; LAGO *et al.*, 1995). En este trabajo se aportan los primeros datos sobre la composición mineral en roca total así como otras precisiones de índole estratigráfica y estructural.

## MARCO GEOLOGICO

El complejo volcanoclástico de Orea se localiza en el límite más NO del Macizo del Tremedal que, junto al Macizo del Nevero al Norte constituyen los dos extensos afloramientos de basamento Paleozoico de la Sierra de Albarracín (Fig.1). Desde el punto de vista estratigráfico el Macizo del Tremedal consta de series siliciclásticas (cuarcitas y pizarras) correspondientes al Ordovícico y Silúrico (LENDINEZ *et al.*, 1981). Estructuralmente los materiales del zócalo forman

pliegues de orientación N-S a NNO-SSE con virgaciones de sus trazas axiales en las proximidades de fracturas de orientación E-O. Discordantemente sobre la serie detrítica paleozoica descansan las «facies rojas» atribuidas al Pérmico superior (BOULOUARD y VIALARD, 1971; VIRGILI, 1977; SOPEÑA, 1979) que fosilizan los materiales volcanoclásticos del afloramiento magmático de Orea (Fig.1). Junto con el Pérmico superior, el Trías inferior en «facies Buntsandstein» constituyen el tegumento adosado al zócalo. Las «facies Muschelkalk y Keuper» presentan características similares (arcillas, dolomías, margas y yesos) a las del resto de la Cordillera Ibérica y representan el nivel de despegue regional. La cobertera jurásica que rodea a los macizos paleozoicos está representada por las series carbonatadas marinas típicas del Jurásico inferior de esta Cordillera. Al igual que los materiales del tegumento se encuentra afectada por pliegues laxos de orientación NNO-SSE y NO-SE.

## GEOLOGIA DEL AFLORAMIENTO MAGMATICO

Limitado septentrionalmente por una falla normal de orientación E-O, el afloramiento magmático consta de cuerpos tabulares de aglomerados, con tamaño de grano variable, y tobas que alternan en bandas cuya orientación varía de NO-SE en su extremo noroccidental a NE-SO en su actual límite suroriental y cuyo buzamiento oscila entre 10° y 50° (Fig.1). Desde un punto de vista litológico se han identificado tres tipos de materiales volcanoclásticos expresados en la columna estratigráfica (277 metros) de la Figura 2 correspondiente a un perfil E-O.

(Fig.1). El *aglomerado grueso* es heterométrico, consta de cantos de dacita con rango de 5 a 30 cm. de diámetro y existen volúmenes aislados en el rango de 30 a 40 cm de diámetro. Los cantos dacíticos no adoptan una orientación definida, tienen mala clasificación y destaca una escasa proporción de matriz volcánica cuya composición dacítica es análoga a la de los fragmentos volcánicos. La presencia de xenocristales de granate rico en molécula de almandino es esporádica en los fragmentos dacíticos. El *aglomerado de grano medio* consta de cantos de dacita alterados y aislados enclaves sedimentarios de composición variada (pizarras, cuarcitas y calizas) siendo común su carácter inestructurado y sin orientación preferente en los fragmentos dacíticos. Los niveles de *tobas* (tuff; WOHLTZ y HEIKEN, 1992) presentan un contacto neto con los aglomerados (1 —tobas— y 2 —aglomerados— en la Fig.3a); son frecuentes las estructuras sedimentarias (estratificación planar y en surco; Fig.3b) y se conservan restos de paleoflora de edad Autuniense entre los que cabe destacar diversos tipos de hojas de *Callipteris conferta* (cf en la Fig.3c) y tallos vegetales (t en la Fig.3d).

## EDAD Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO

A partir de las relaciones estratigráficas, cartográficas y estructurales entre los materiales magmáticos y las series sedimentarias de zócalo, tegumento y cobertera se ha establecido un modelo de formación, emplazamiento y deformación de la fosa volcanoclástica de Orea que abarca el período cronoestratigráfico comprendido entre el Pérmico superior y la actualidad (A, B y C de la Fig.4).

Del mismo modo que en otros sectores de la Cordillera Ibérica (LAGO *et al.* 1991 a y b; 1992 y 1993) la etapa extensional tardihercínica controló la formación (A en la Fig.4) y la posterior evolución (B y C en la Fig.4) de la semifosa tectónica que, con una tasa variable de subsidencia, favoreció el emplazamiento correlativo de los productos magmáticos en el sector de Orea. A diferencia de lo que se observa en otros afloramientos magmáticos calco-alcalinos con análoga edad para la Sierra de Albarracín, en el de Orea se han encontrado evidencias tanto de ambientes sedimentarios fluviales (presencia de niveles de toba con laminación cruzada) como de ambientes palustres (restos de paleoflora del que destaca la hoja de *Callipteris conferta* -Fig.3c-) que permiten identificar varias etapas de ralentización de la tasa de subsidencia a lo largo del Pérmico superior. Además, el registro de paleoflora es indicativo de etapas sin magmatismo, tal como sucede, también, en otros afloramientos próximos de la Cordillera Ibérica con una actividad pluriépica comparable (CONTE *et al.*, 1985 y LAGO *et al.*, 1991).

La presencia de paleoflora en las tobas junto a la discordancia de estas rocas volcanoclásticas por debajo de los conglomerados atribuidos al Thuringiense indica una edad Autuniense a pre-Thuringiense que concuerda con la edad obtenida en otros episodios calco-alcalinos próximos en la Cordillera Ibérica (CONTE *et al.*, 1985; LAGO *et al.*, 1991). Los criterios estructurales (Fig.1) confirman la edad de emplazamiento pre-Trías. La alteración importante, a escala de roca total y de minerales componentes, que afecta a estas rocas hace innecesario, según se indica posteriormente, efectuar dataciones radiométricas en este afloramiento.

Las condiciones de emplazamiento son freatomagmáticas con interacción directa del magma con el agua presente en los materiales del encajante según consta por el registro de paleoflora, las estructuras sedimentarias y las alteraciones en minerales. Destaca un predominio de aglomerados (brechas de explosión, con clara proximidad a la boca de emisión) constituídos de forma prioritaria, por fragmentos poco redondeados, heterométricos y con mala clasificación, empastados por una escasa matriz intersticial de naturaleza dacítica. La presencia de estructuras laminares (en ocasiones, laminación cruzada) en las tobas, con buzamientos muy suaves, y el registro de paleoflora en facies palustre indica un evento magmático posterior, corto en duración, que alcanzó niveles poco distantes a los aglomerados anteriores que indicarían zonas muy próximas al centro emisor y el mayor clímax magmático (Fig.2). Los rasgos estructurales de los depósitos indican una participación variable del agua en los diversos episodios y, en conjunto, indica un emplazamiento relativamente seco o con una escasa relación de masas agua/magma (inferior al rango 0.1-0.5 según estimaciones tomadas de WOHLTZ,1993).

Este modelo de emplazamiento es coherente con la apertura de una semifosa tectónica con desarrollo de un foco único de magmatismo, limitado a un área más amplia cuya erosión posterior no ha afectado, en principio, al volumen más amplio de los aglomerados volcánicos tal y como sucede en la cuenca análoga, en composición y edad, de Fombuena (CONTE *et al.*,1987). La hipótesis de considerar este afloramiento conectado con las intrusiones subvolcánicas próximas de Noguera (MUÑOZ *et al.*,1985) es sugerente según la afinidad petrológica

pero se pueden señalar dos dificultades: a) la ausencia (o casi) de enclaves metamórficos en las dacitas (y, localmente, daci-andesitas) de Orea que son un rasgo muy frecuente en las diversas apófisis de la considerada única intrusión subvolcánica daci-andesítica del sector de Noguera (LAGO *et al.*,1995) y b) la distinta modalidad de rasgos de emplazamiento entre ambos afloramientos sin que pueda verse, de forma clara y reconstruible, una conexión entre las manifestaciones explosivas en la semifosa de Orea y la intrusión subvolcánica del sector de Noguera. En LAGO *et al* (1995) se exponen los rasgos estructurales, bien distintos, que condicionan la formación de estos dos afloramientos.

En la actualidad, el neto «onlap» de los cuerpos de tobas y de aglomerados gruesos (hacia el NNE) sobre el substrato Paleozoico apoya tanto el carácter normal de la falla que limita septentrionalmente el afloramiento (con su bloque levantado ocupado, en la actualidad por el material volcanoclástico) como la presencia de un límite estructural meridional de igual orientación relacionada, además, con la localización del foco emisor (Figs. 2 y 4).

La disposición actual del afloramiento magmático refleja varios episodios de deformación alpina, responsables tanto del basculamiento general de los cuerpos de tobas y aglomerados hacia el Oeste, Noroeste y Suroeste como de la deformación de las series detríticas permotriásicas y marinas del Jurásico inferior (Fig.4).

## PETROLOGIA Y MINERALOGIA

Un muestreo detallado comprendiendo el perfil completo del afloramiento (fig.2) permite establecer dos grupos litológicos a) aglomerados dacíticos y b) tobas dacíticas

con abundantes litoclastos aunque ambos grupos comprenden una cierta variedad textural y en proporción modal.

Los aglomerados dacíticos constan de volúmenes de roca heterométricos, sin orientación preferente y están alterados por procesos secundarios (ferruginización, carbonatización, silicificación, cloritización, albitización, etc). Algunas rocas presentan texturas ignimbríticas para las que existe cierta variación modal del vidrio englobando los cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo. Las rocas más abundantes presentan textura porfídica, no orientada (excepcionalmente existen orientaciones no muy acusadas) y una pobre clasificación granulométrica. Se observan frecuentes litoclastos, subangulosos a subredondeados, de dacita porfídica empastados por una matriz muy alterada y son más abundantes los términos de dacita porfídica masiva. A nivel modal establecemos los cuatro litotipos siguientes: a) con predominio de la plagioclasa (zonada) respecto a la biotita al cuarzo, b) con abundante proporción en biotita que, no obstante, presenta un valor modal inferior a la plagioclasa y al cuarzo, c) términos con alta proporción en cuarzo con frecuentes golfos de corrosión y, por último, tipos porfídicos con litoclastos cuarcíticos frecuentes.

Existe una variación uniforme de los cuatro litotipos a nivel espacial sin que sea posible asignar un litotipo específico para un nivel determinado del afloramiento. Así pues, se aprecia una variación petrográfica en cada uno de los niveles establecidos según criterios estratigráficos si bien se ha reconocido que los litotipos a) y c) son volumétricamente más abundantes a escala de afloramiento. La asociación mineral consta de plagioclasa sódica (fig. 5 y selección de análisis en la tabla 1) con asociaciones

glomeroporfídicas frecuentes. La biotita (Fig. 6) presenta variación granulométrica para las composiciones diversas analizadas (tabla 2) lo que está puesto de manifiesto por las relaciones de cationes constitutivos en relaciones diversas (Figs. 7A, B, C, D, E y F) y las alteraciones son muy frecuentes (Figs. 3E y F) entre las que destaca la carbonatización que, según los planos de exfoliación, en casos frecuentes puede afectar a la totalidad (o casi) del cristal. El feldespato presenta una proporción subordinada respecto a la plagioclasa y, al igual que ésta última, es frecuente su alteración secundaria por componentes ferrosos (malgaquitzación). El cuarzo presenta seriación granulométrica y un desarrollo frecuente de golfos de corrosión.

Las tobas dacíticas comprenden niveles de grano fino y son frecuentes los tránsitos a aglomerados dacíticos de grano fino. Presentan una marcada orientación planar que está facilitada por la proporción de cristales de biotita, componentes arcillosos y cristales elongados (desde subagulosos a angulosos) de cuarzo. Presentan una escasa proporción de vidrio alterado y en algunos casos son frecuentes los litoclastos de cuarcita. Existe una mayor proporción de biotita (con alteración muy frecuente) así como un gran desarrollo de minerales arcillosos tanto afectando a los cristales como a la matriz vítrea lo que implica una mayor participación de agua respecto a la interviniente en los litotipos aglomeráticos.

Las alteraciones secundarias (sericitización, carbonatización, silicificación, cloritización, ferruginización, formación de calcedonia, etc.) son generalizadas en ambos tipos (aglomerados y tobas) lo que impide establecer comparaciones, representativas, con valores cristaloquímicos en minerales

de biotita (o el anfíbol accesorio) de otros afloramientos.

## COMPOSICION GEOQUIMICA

En la Tabla 3 se indica la composición geoquímica en 8 muestras (1 a 4: aglomerado y 5 a 8: tobas) analizadas mediante FRX, AA, ICP, NNAA e ICP-MS (Laboratorio X-RAL, Toronto, Canadá). Las 8 rocas analizadas comprenden muestras con la menor alteración en el afloramiento si bien ésta alteración es significativa (valores de LOI en el rango 3.7-5.9%). Las rocas corresponden a dacitas (%  $\text{SiO}_2$ -Nb/Y: Fig. 8) y la afinidad calco-alcalina está puesta de manifiesto por el valor AFM o bien la relación % $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ \*/ $\text{MgO}$  (Fig. 9), la relación % $\text{SiO}_2$ -Cr(ppm)-Fig. 10-, un valor bajo en Ti/V (rango en 38.7-47, un valor bajo en  $\text{P}_2\text{O}_5$  (promedio en 0.103%), una asociación buena (r:0.67) en Y/Nb-Zr/Nb (Fig. 11) y, entre otros parámetros, un enriquecimiento destacado en Th respecto al Hf y Ta que, a su vez, está corroborado por el escaso contenido en Tb y Ta y, por último, un predominio en La respecto al Y y Nb (Tabla 3). Los valores de Sr e Y reflejan cambios en la plagioclasa al igual que se observan variaciones en Rb y Ba respecto al K que ciertamente, reflejan las alteraciones minerales secundarias. El contenido en compatibles (con rangos en Sc: 9-14 ppm, V: 62-91 ppm; Cr: 73-190 ppm; Co: 5-13 ppm; Ni: 9-22 ppm y Cu: 4-16 ppm) está de acuerdo con la diferenciación global del magma y registra la movilización por los procesos de alteración secundaria.

El diagrama multielemental (normalizado con el promedio de 6 rocas de basaltos de Ojos Negros; LAGO et al., 1994) permite confirmar (Fig. 12) la composición unitaria

de los aglomerados y las tobas siendo mínimas sus diferencias composicionales. Un estudio detallado de las estas dacitas pone de manifiesto un enriquecimiento alto en Nb y más moderado en Rb, Ba y Hf junto a un empobrecimiento significativo en Sr que es menos patente La, Ti, Tb e Y respecto a los basaltos de afinidad igualmente calco-alcalina. Estas anomalías pueden ser producidas por una cierta contaminación pero, sin negar este origen, las evidencias mineralógicas invocan la influencia, más decisiva, de procesos de alteración hidrotermal (albitización, cloritización y carbonatización) que son frecuentes en estas rocas (LAGO et al, 1991) y su influencia en el comportamiento geoquímico ha sido estudiada por EILU (1994). El espectro de REE (normalizado con BOYNTON, 1984; Fig. 13) muestra un enriquecimiento en LREE respecto a HREE siguiendo una pauta decreciente, muy uniforme, para todas las rocas lo que confirma su cogenetismo. De otra parte, destaca una movilidad uniforme en los REE de todas las rocas afectadas por los procesos de alteración hidrotermal lo que está de acuerdo con las alteraciones minerales estudiadas al microscopio.

## CONSIDERACIONES ESTABLECIDAS

La semifosa tectónica de Orea está bien delimitada por un conjunto de fracturas que, con una tasa de subsidencia relativamente constante, permitió el ascenso de un magma en el borde SO y un emplazamiento de sus materiales piroclásticos rellenando la semifosa con dirección SO a NE.

La estructura general del afloramiento es coherente con una actividad pluriépica según etapas bien discriminadas; las corres-

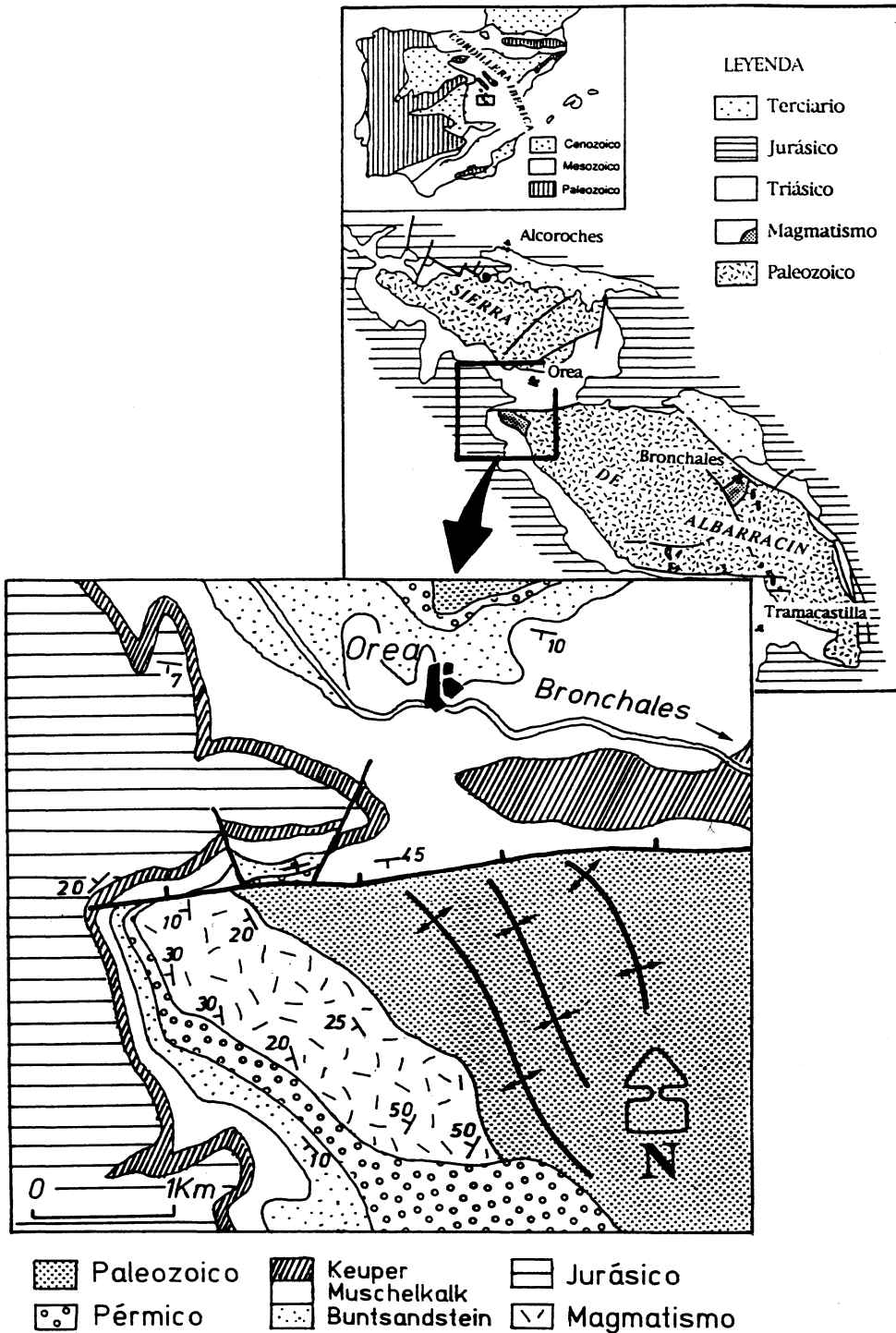


Fig. 1. Localización y cartografía del afloramiento de Orea.

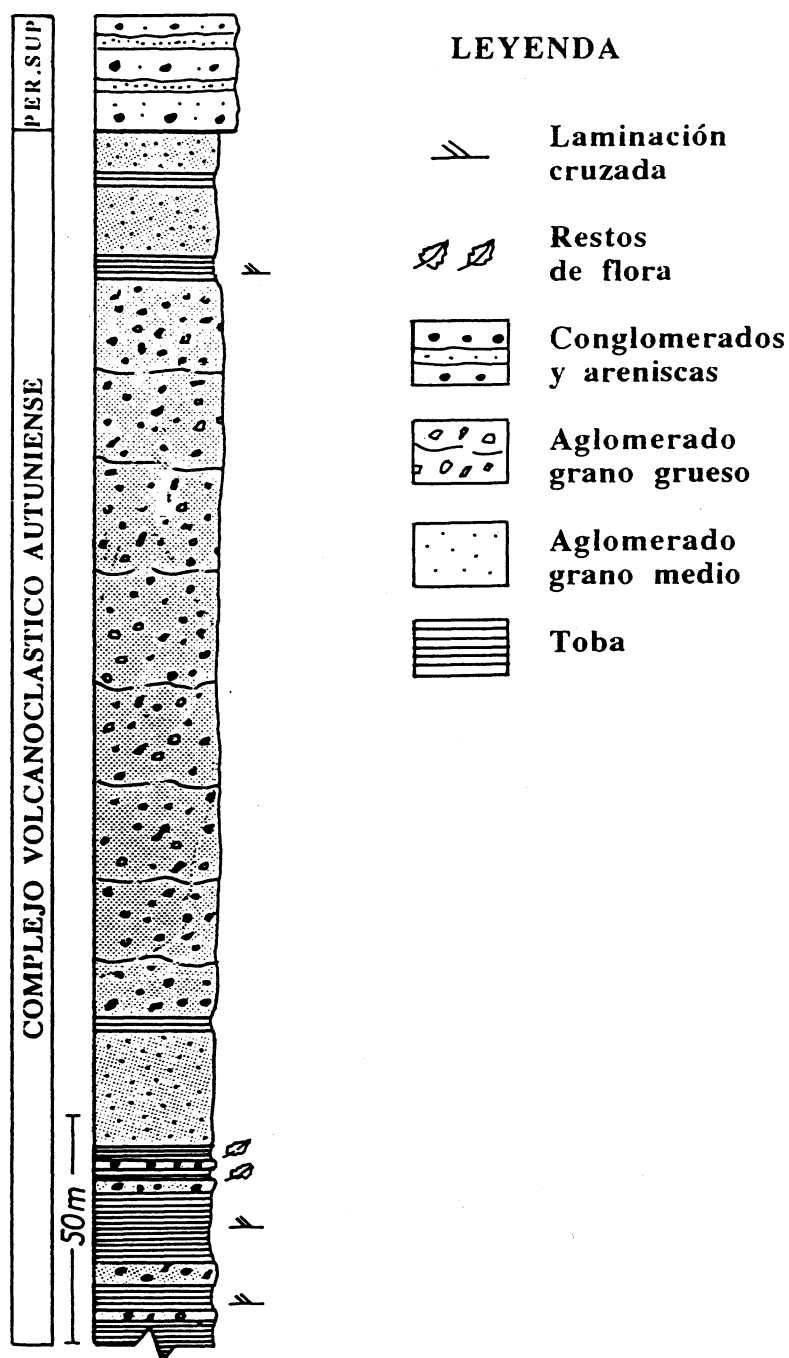


Fig. 2. Perfil E-O en el complejo volcanoclástico de Orea.



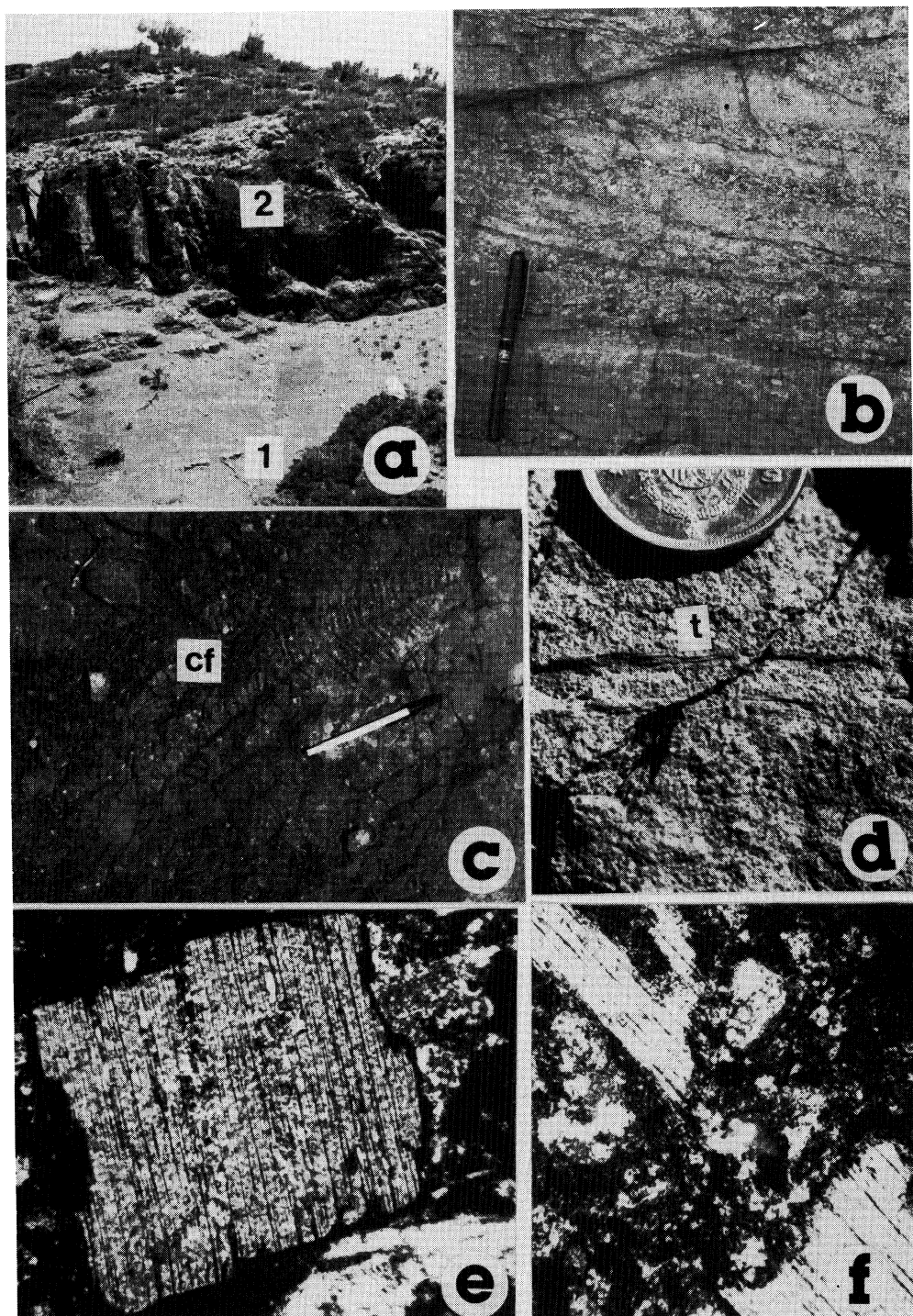


Fig. 3. (a): Contacto de tobas (1) y aglomerados (2); (b): laminación en tobas dacíticas, (c): *Callipteris conferta* -cf- en tobas dacíticas, (d): impresión de tallos -t- en tobas dacíticas, (e) y (f): biotita con alteración.

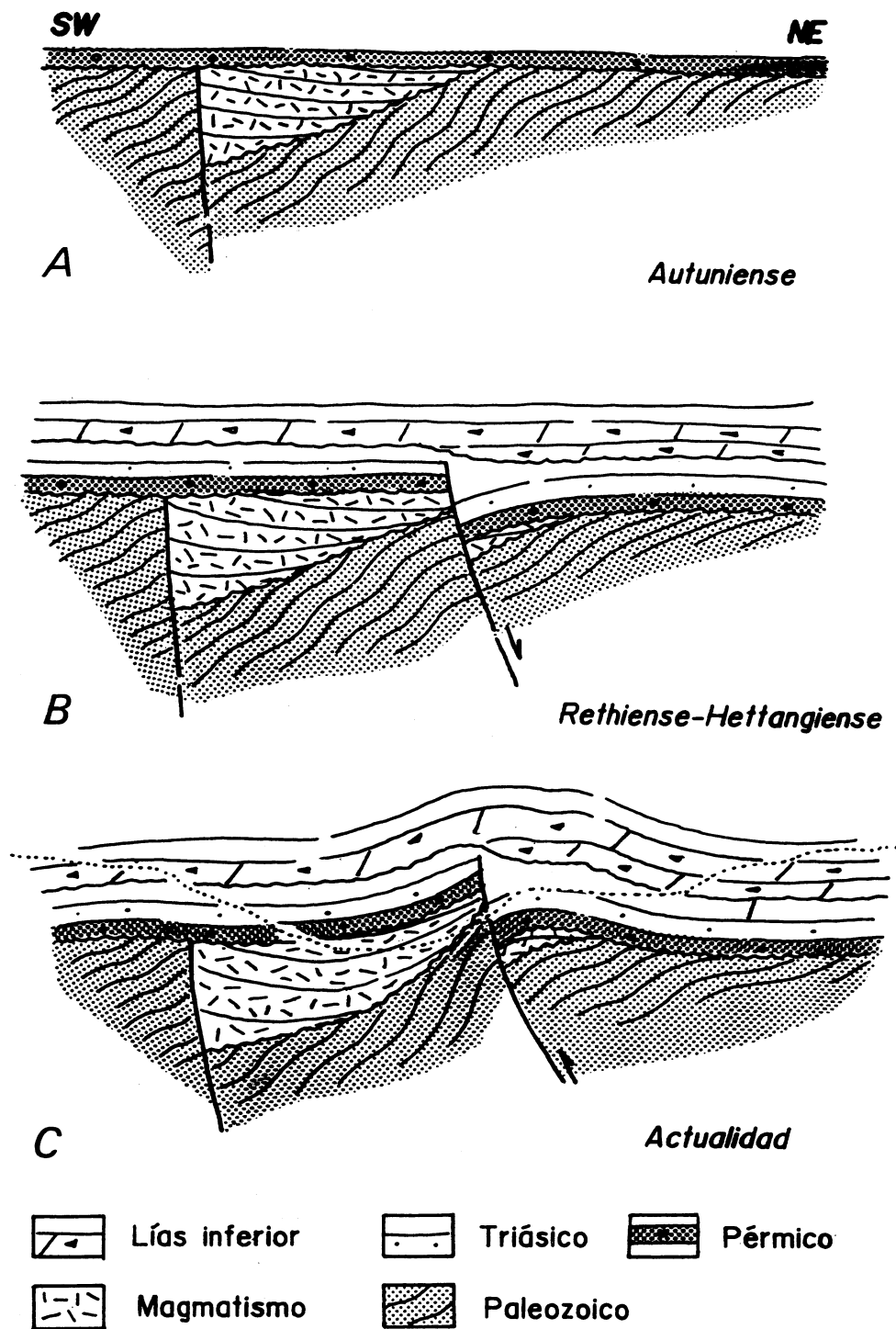


Fig. 4. Modelo tectónico de emplazamiento (explicación en el texto).

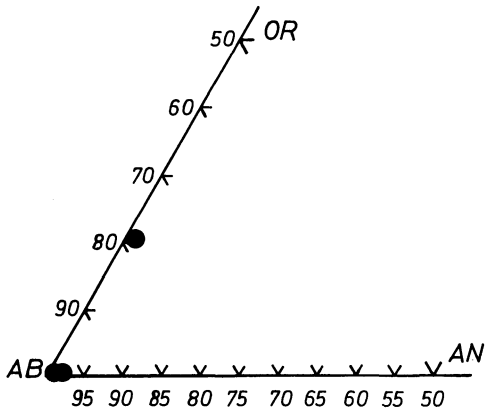


Fig. 5. Composición de plagioclasas (Análisis en Tabla 1).

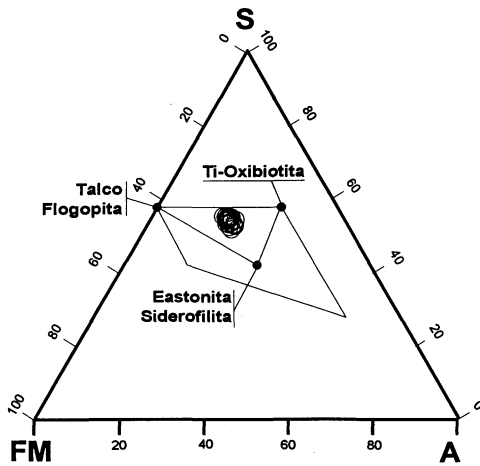


Fig. 6. Clasificación de biotitas (DYMEK, 1983) (Análisis en Tabla 2).

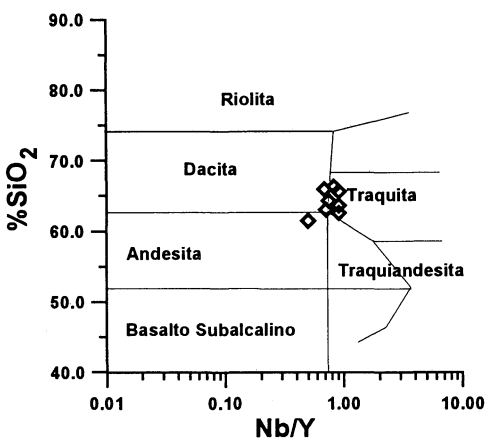


Fig. 8. % SiO<sub>2</sub>-Nb/Y

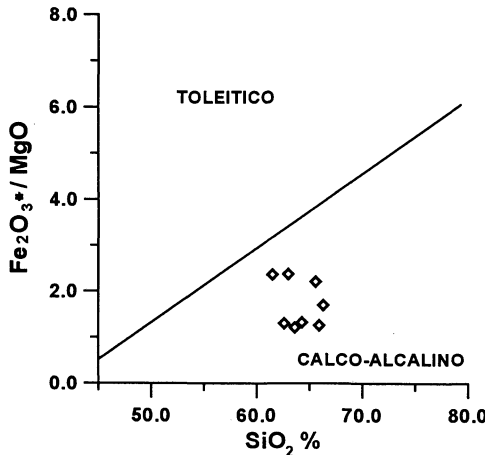


Fig. 9. % SiO<sub>2</sub>-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*/MgO)

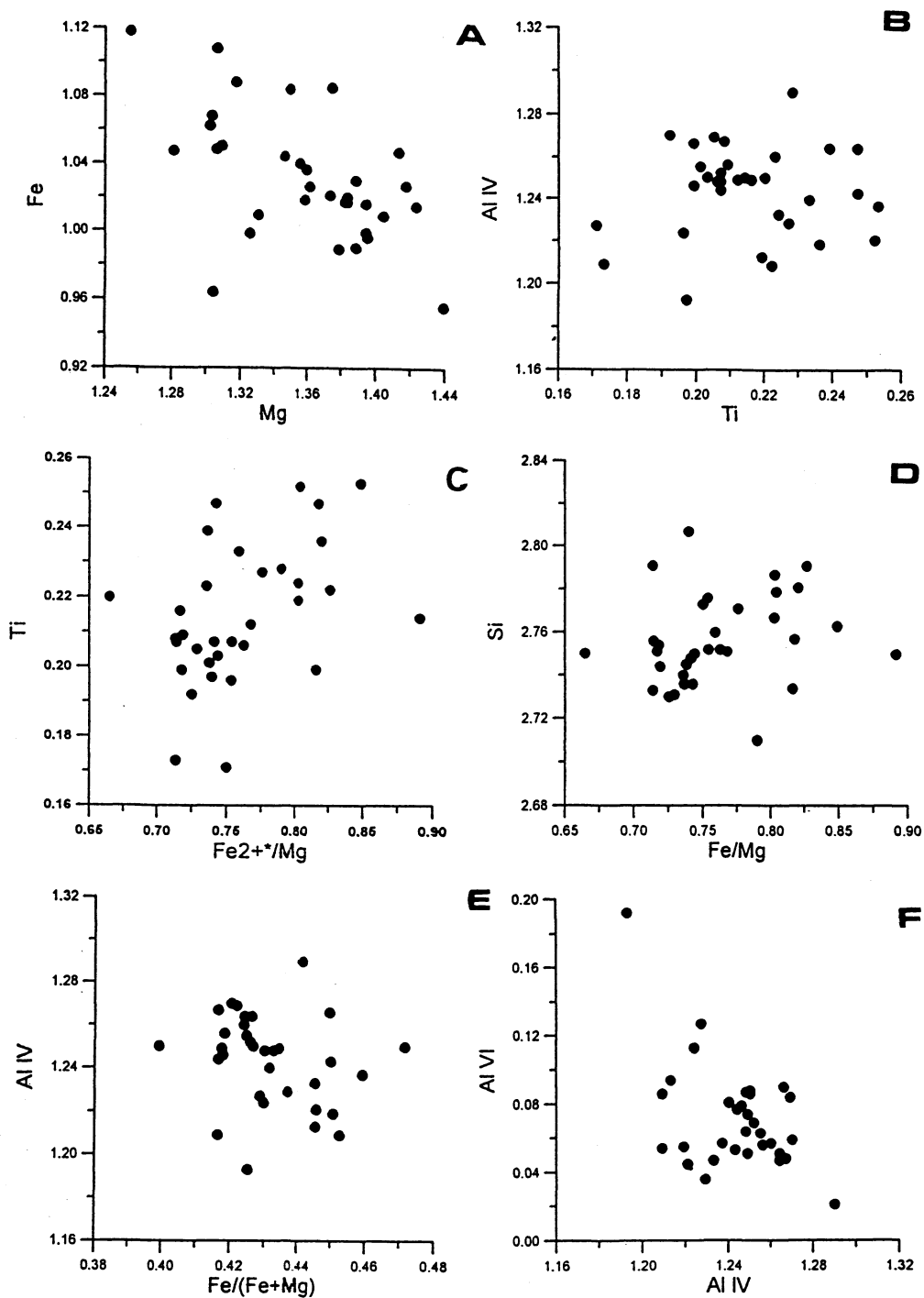


Fig. 7. Relaciones catiónicas en biotitas (Análisis en Tabla 2).

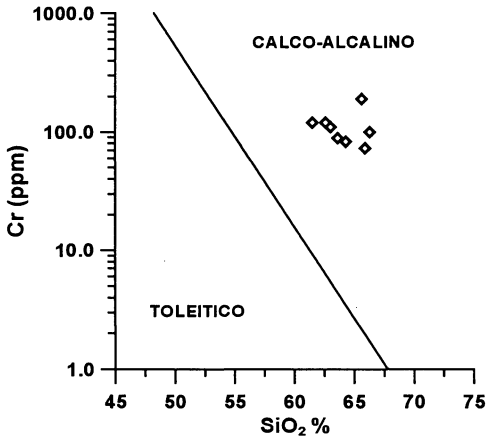


Fig. 10. %SiO<sub>2</sub>-Cr(ppm)

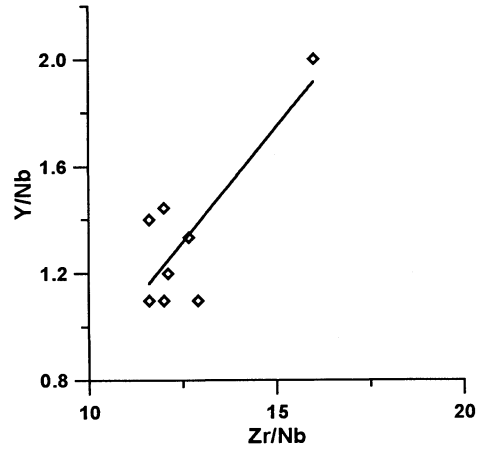


Fig. 11. Relación Y/Nb-Zr/Nb

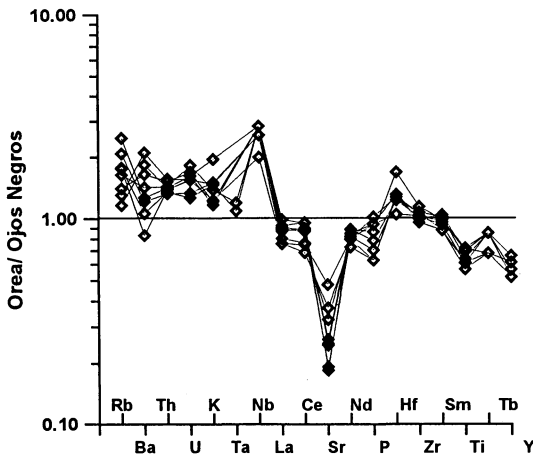


Fig. 12. Diagrama multielemental (Explicación en el texto)

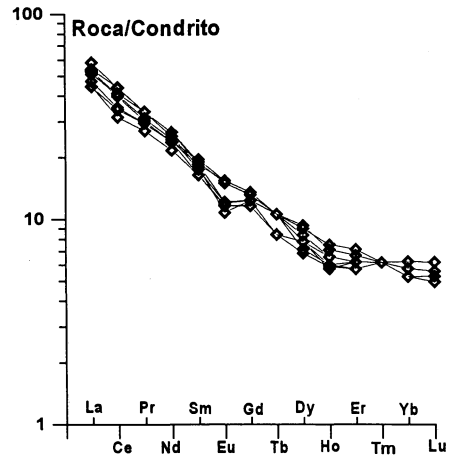


Fig. 13. Espectro REE.

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	69,206	70,628	63,843	69,410
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,715	19,859	20,528	20,167
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,007	0,000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,073	0,000	0,000	0,009
FeO	0,087	0,000	2,528	0,018
MnO	0,114	0,011	0,004	0,018
NiO	0,008	0,050	0,008	0,000
MgO	0,000	0,018	1,673	0,000
CaO	0,080	0,065	0,212	0,089
Na <sub>2</sub> O	11,737	12,071	7,404	11,854
K <sub>2</sub> O	0,035	0,000	2,985	0,024
TOTAL	101,055	102,702	99,228	101,589
Si	2,992	3,002	2,870	2,984
Al	1,005	0,995	1,088	1,022
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,003	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,003	0,000	0,095	0,001
Mn	0,004	0,000	0,002	0,001
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,112	0,000
Ca	0,004	0,003	0,010	0,004
Na	0,984	0,995	0,645	0,988
K	0,002	0,000	0,171	0,001
TOTAL	4,997	4,998	4,994	5,000
% Or	0,195	0,000	20,705	0,132
% Ab	99,430	99,703	78,060	99,455
% An	0,375	0,297	1,235	0,413

TABLA 1. Composición química de plagioclasas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	36,745	36,925	36,857	36,722	36,868	36,853	36,903	36,507	36,401	36,396
TiO <sub>2</sub>	3,901	3,051	3,583	3,601	3,777	3,904	3,821	3,704	4,076	4,112
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,169	14,545	14,999	15,154	14,775	14,152	15,204	14,806	14,939	14,143
FeO(t)	17,583	18,438	18,912	18,607	19,385	19,384	20,409	18,516	19,766	19,034
MgO	12,900	12,320	12,458	12,303	12,182	11,670	11,294	12,535	12,382	11,438
MnO	0,173	0,144	0,127	0,115	0,058	0,132	0,042	0,151	0,168	0,146
CaO	0,031	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,045	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,481	0,541	0,701	0,551	0,707	0,255	0,494	0,565	0,474	0,370
K <sub>2</sub> O	8,106	8,792	9,100	8,986	8,805	8,996	8,700	8,804	8,813	8,732
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,091	0,085	0,036	0,033	0,033	0,050	0,082	0,052	0,160	0,000
NiO	0,000	0,161	0,000	0,000	0,024	0,000	0,097	0,081	0,000	0,000
FeO*	15,268	15,666	16,379	16,296	16,666	17,173	17,928	16,050	17,425	16,716
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,546	3,049	2,786	2,542	2,991	2,432	2,729	2,713	2,575	2,550
<b>TOTAL</b>	<b>95,411</b>	<b>95,281</b>	<b>97,028</b>	<b>96,303</b>	<b>96,886</b>	<b>95,617</b>	<b>97,294</b>	<b>95,968</b>	<b>97,458</b>	<b>94,603</b>
Fórmula estructural (11 O); recálculo de Fe <sup>2+</sup> y Fe <sup>3+</sup> según Bruijn et al., 1983.										
Si	2,750	2,791	2,745	2,750	2,751	2,791	2,750	2,744	2,710	2,781
Al.IV	1,250	1,209	1,255	1,250	1,249	1,209	1,250	1,256	1,290	1,219
Al.VI	0,088	0,086	0,063	0,088	0,051	0,054	0,086	0,056	0,021	0,055
Ti	0,220	0,173	0,201	0,203	0,212	0,222	0,214	0,209	0,228	0,236
Cr	0,005	0,005	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,003	0,009	0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,143	0,173	0,156	0,143	0,168	0,139	0,153	0,153	0,144	0,147
Fe <sup>2+</sup>	0,956	0,990	1,020	1,021	1,040	1,088	1,118	1,009	1,085	1,068
Mn	0,011	0,009	0,008	0,007	0,004	0,008	0,003	0,010	0,011	0,009
Mg	1,439	1,388	1,383	1,373	1,355	1,317	1,255	1,404	1,374	1,303
Ni	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,005	0,000	0,000
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Na	0,070	0,079	0,101	0,080	0,102	0,037	0,071	0,082	0,068	0,055
K	0,774	0,848	0,865	0,858	0,838	0,869	0,827	0,844	0,837	0,851
<b>TOTAL</b>	<b>7,708</b>	<b>7,761</b>	<b>7,799</b>	<b>7,775</b>	<b>7,773</b>	<b>7,737</b>	<b>7,738</b>	<b>7,775</b>	<b>7,781</b>	<b>7,724</b>
X <sub>mg</sub>	0,601	0,584	0,575	0,574	0,566	0,548	0,529	0,582	0,559	0,549
S	53,981	55,595	56,463	55,796	55,892	55,355	55,291	55,245	55,065	54,600
A	21,086	16,692	17,630	18,502	18,146	17,710	19,826	18,386	19,686	18,306
FM	26,755	27,851	27,914	27,424	27,848	27,282	27,924	27,498	28,240	26,506

TABLA 2. Composición química de biotitas.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	65,6	61,5	63,00	66,30	65,90	64,3	63,6	62,6
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,565	0,567	0,522	0,463	0,496	0,497	0,588
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	15,4	15,3	15	13,5	14,8	15,5	15,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,58	5,83	5,89	4,42	4,99	5,34	5,28	5,44
MnO	0,02	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	2,53	2,47	2,48	2,61	3,96	4,04	4,36	4,17
CaO	0,7	3,2	2,08	1,21	1,68	0,83	0,5	1,02
Na <sub>2</sub> O	3,52	4,32	4,4	3,68	1,83	2,08	2,31	2,46
K <sub>2</sub> O	1,9	1,92	1,82	2,16	2,34	2,3	2,29	3,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,13	0,12	0,1	0,08	0,09	0,08	0,11
LOI	3,75	4,45	4,2	3,9	5,3	5,9	5,8	5,4
TOTAL	100	99,9	100	100	100,1	100,3	100,3	100,2
Li	55	48	51	54	65	65	73	70
Be	3	3	3	2	4	3	3	3
B	29	21	18	21	33	34	34	36
Cl	181	158	162	187	152	148	143	161
Sc	11	12	11	9	9	9	9	14
V	86	76	73	74	62	63	68	91
Cr	190	120	110	100	73	83	88	120
Co	7	5	5	6	13	13	11	12
Ni	16	13	9	12	22	19	19	22
Cu	4,3	5,7	4,7	4,3	8,1	16	4,9	5,2
Zn	59,1	59,3	57,4	48,8	115	109	130	112
Ga	13	13	13	12	18	19	19	20
As	6,1	7,2	7	3,7	3,6	3,3	3,1	3,8
Br	3	3	3	2	3	3	3	3
Rb	60	56	50	70	89	75	76	106
Sr	68	125	85	64	97	65	50	48
Y	11	14	14	12	13	12	11	11
Zr	116	112	116	121	108	114	120	129
Nb	10	7	10	10	9	9	10	10
Ag	0,5	0,3	0,2	0,4	0,4	0,9	0,1	0,2
Cd	<0,2	0,2	0,3	0,2	<0,2	0,3	0,2	<0,2
Sn	10	9	17	9	7	3	8	13
Sb	1,4	1,7	1,4	0,8	1,2	1	1	1,1
Cs	4	4	3	4	5	4	5	6
Ba	491	628	547	423	362	248	317	378
La	15,8	13,7	14,6	16,8	13,8	16,5	16,2	18
Ce	33,3	27,8	28,3	35,5	25,4	32,7	32,2	35,3
Pr	4,1	3,6	3,6	4,1	3,3	3,8	3,7	4,1
Nd	15,2	14,3	14,3	15,9	13	14,7	14,2	15,9
Sm	3,5	3,8	3,6	3,7	3,2	3,4	3,2	3,6
Eu	0,79	1,13	1,13	1,1	0,86	0,88	0,85	0,89
Gd	3,2	3,5	3,5	3,4	3	3,2	3	3,2
Tb	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5
Dy	2,5	2,9	3	2,7	2,5	2,5	2,2	2,3
Ho	0,43	0,54	0,51	0,47	0,41	0,47	0,42	0,43
Er	1,2	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2
Tm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	1,1	1,3	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1
Lu	0,17	0,2	0,2	0,16	0,16	0,18	0,17	0,17
Hf	3,5	3,4	2,8	3,3	3,5	3,3	3,4	4,5
Ta	<0,5	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5	1,1	<0,5
W	3	3	3	3	3	2	3	3
Ti	1	0,3	0,3	0,4	0,6	0,5	0,4	0,5
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Bi	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	6,9	7,1	6,4	6,5	6	6,3	6,1	6,4
U	2,4	2,2	2,3	2,6	1,9	2,2	1,8	2,3

TABLA 3. Análisis químicos en roca total (1 a 4: aglomerado y 5 a 8 toba).



pondientes a los aglomerados dacíticos (etapa del mayor clímax magmático) y las correspondientes a tobas dacíticas en donde la mayor influencia del agua está registrada por dos rasgos: a) la presencia de paleoflora y b) la mayor proporción de minerales hidratados. Esta actividad pulsante está poco separada en el tiempo según consta del espesor reducido en los niveles de tobas dacíticas.

Este esquema de emplazamiento, deducido para la semifosa de Orea, refleja la actividad extensional de edad pre-Triásica (desde el Autuniense hasta el Thuringiense) con rasgos estructurales similares en el sector sur-oriental en la Rama Castellana de la

Cordillera Ibérica. Dentro de este contexto estructural, el estudio detallado de las modalidades de emplazamiento y la composición de las rocas magmáticas permite considerar focos emisivos separados espacialmente para el intervalo temporal pre-Triás considerado. Es decir, los datos obtenidos en esta semifosa confirman el desarrollo de magmatismos poligenéticos relacionados con la actividad isocrona (o casi) de diversos focos emisivos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo desarrolla objetivos previstos en el Programa PB 89-0346 (DGICYT).

## BIBLIOGRAFIA

- BOYNTON, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. En: *Rare Earth element geochemistry* (P. Henderson, Edit.). Elsevier., Oxford, 63-107.
- BOULOUARD, C. y VIALARD, P. (1971). Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C. R. Ac.S c. Paris.*, V, 273: 2441-2444.
- BRUIYN, H. de; WESTUIZE, W. A. van der, y SCHOCH, A. E. (1983). The estimation of FeO, F and H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> by regression in microprobe analyses of natural biotites. *J.Trace and microprobe Techn.*, 1, 399-413.
- CONTE, J. C.; GASCON, F.; LAGO, M. y CARLS, P. (1987). Materiales Stephano-Pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Bol. Geol. Minero*, XCVIII-IV: 460-470.
- DYMEK, R. F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Mineralogist*, 68: 880-899.
- EILU, P. (1994). Hydrothermal alteration in volcano-sedimentary rocks in the Central Lapland greenstone belt, Finland. *Geol. Survey of Finland, Bulletin* 374, 145 pp.
- LAGO, M. y POCÓVI, A. (1991). Magmatismo de Teruel. In: *Introducción a la geología de la provincia de Teruel* (M. Gutierrez y A. Meléndez; eds.). Instituto Estudios Turolenses, 85-93.
- LAGO, M.; POCÓVI, A.; ZACHMANN, D.; ARRANZ, E.; CARLS, P.; TORRES, J. A. y VAQUER, R. (1991). Comparación preliminar de las manifestaciones magmáticas calco-alcalinas y Stephaniense-Pérmicas, de la Cadena Ibérica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16, 95-109.
- LAGO, M.; ALVARO, J.; ARRANZ, E.; POCÓVI, A. y VAQUER, R. (1992). Condiciones del emplazamiento, petrología y geoquímica de las riolitas, calco-alcalinas y stephaniense-pérmicas, en las cadenas ibéricas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17, 187-198.
- LAGO, M.; AUQUE, L.; ARRANZ, E.; GIL-IMAZ, A. y POCÓVI, A. (1993). Caracteres de la fosa de Bronchales (Stephaniense-Pérmico) y de la turmalinización asociada a las riolitas calco-alcalinas (Provincia de Teruel). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18, 65-81.
- LAGO, M.; ARRANZ, E.; POCÓVI, A.; VAQUER, R. y GIL-IMAZ, A. (1994) Petrología y geoquímica

- mica de los basaltos calco-alcalinos, Autuniense, de Ojos Negros (Cadena Ibérica Oriental, Teruel) *Bol. Geol. Min.* 105-6, 591-599.
- LAGO, M.; GIL-IMAZ, A.; POCÓVI, A.; ARRANZ, E.; AUQUE, L. y LAPUENTE, M. P. (1995). Rasgos geológicos del magmatismo Autuniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica Occidental). *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, (en prensa).
- LENDINEZ, A.; TENA-DAVILA, M.; BASCONES, L. MARTIN HERRERO, D. y LAMONEDA, F. (1981). Mapa Geológico de España, E.150.000, Hoja nº 540 (Checa). *Serv. Publ. Ministerio Industria y Energía*, Madrid 63 pp.
- MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, E.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, J. A.; HERNAN., F.; BRANDLE, J. L. y MARFIL, R. (1985). Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica *Xº Congr. Int. Stratigraph. et du Géol. du Carbonifère, Madrid*, 1983, *Compte Rendu*, 3: 27-52.
- NAVIDAD, M. (1983). Vulcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental). *Fundación Juan March. Serie Universitaria*, 202, 63 pp.
- RIBA, O. (1959). Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. *CSIC. Madrid. Monografía* 16, 283 pp.
- SOPENA, A. (1979). Estratigrafía del Pérmico y Triásico al NO de la provincia de Guadalajara. *Sem. Estratigrafía. Ser. Monografías* 5, 329 pp.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A. y HERNANDO, S. (1977). Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 57-88.
- WHOLETZ, K.H. (1993). Hidrovolcanismo En: *La Volcanología actual* (J. Martí y V. Araña, Edits.). C. S. I. C., Madrid, 99-195.
- WHOLETZ, K. H. y HEIKEN, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. Univ. of California Press., Berkeley, 432 pp.

Recibido: 31/5/95

Aceptado: 30/8/95